

Эволюция тектонического прогибания южной части Восточно-Баренцевского осадочного бассейна*

С. П. Нилов, А. Н. Москаленко, А. К. Худолей

Санкт-Петербургский государственный университет,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

Для цитирования: Нилов, С. П., Москаленко, А. Н., Худолей, А. К. (2019). Эволюция тектонического прогибания южной части Восточно-Баренцевского осадочного бассейна. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 64 (4), 598–611.

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.406>

По результатам интерпретации шести сейсмических профилей и с учетом разрезов единичных глубоких скважин проведена реконструкция истории прогибания южной части Восточно-Баренцевского осадочного бассейна. Построены кривые общего и тектонического прогибания, позволившие определить величину растяжения литосферы (коэффициент β) на протяжении истории развития региона. Значения коэффициента β варьируют в диапазоне от 2,5–3,0 для зон с максимальной мощностью осадков в центральной части прогиба до 1,25–1,66 для зон с минимальной мощностью осадков на окраинах прогиба. Близкие величины коэффициента β характеризуют Атлантическое побережье Северной Америки в области широкого развития переходной коры. Если наблюдаемую в настоящее время континентальную кору соседних регионов Балтийского щита (около 40 км) рассматривать как ненарушенную, то, согласно сейсмическим данным, утонение коры в осадочных бассейнах Баренцева моря достигает примерно 2,5, что близко к значениям, получаемым по модели Маккензи. Сопоставление полученных данных с теоретическими моделями прогибания на пассивных окраинах указывает, что рифтогенез и переход к стадии формирования осадочного бассейна происходил по модели равномерного растяжения Маккензи. Хотя имеющиеся геологические данные свидетельствуют, что наиболее интенсивная фаза рифтогенеза была в позднем девоне, судя по форме кривых общего и тектонического прогибания, наиболее интенсивное прогибание происходило в перми и триасе. Полученное противоречие позволяет предполагать, что в результате позднедевонского рифтогенеза сформировался глубоководный бассейн, заполнение которого осадками началось только в перми. Глубина бассейна, оцениваемая по литологическим и палеонтологическим данным, колеблется в пределах от 1,0 до 3,5 км. Судя по форме кривых тектонического прогибания, для каменноугольного времени оценка глубины бассейна в 3,0–3,5 км наиболее реалистична.

Ключевые слова: Восточно-Баренцевский осадочный бассейн, Южно-Баренцевская впадина, кривые тектонического прогибания, коэффициент (β).

1. Введение

Баренцево море является наиболее хорошо изученным регионом Российской Арктики, в котором широко проводились сейсмические исследования, включая серию опорных геолого-геофизических профилей, в разных частях пробурены глу-

* Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ-Норвегия № 16-55-20012.

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2019

бокие скважины, позволяющие более надежно производить интерпретацию сейсмических данных. Геологическому строению и эволюции этого региона посвящен ряд обобщающих монографий и статей (Faleide et al., 2018; Henriksen et al., 2011; Малышев, 2002; Шипилов и Тарасов, 1998), предложено несколько палеогеографических реконструкций (Basov et al., 2009; Henriksen et al., 2011; Margulis, 2014). Значительный объем исследований под руководством Н. Н. Соболева был выполнен во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ) им. А. П. Карпинского, часть которых послужила основой для Атласа геологической истории Баренцева моря (Atlas..., 2009). В то же время анализ тектонического прогибания дна бассейна и интерпретация его механизмов, широко используемые при изучении осадочных бассейнов (см., например: Allen and Allen, 2013), в публикациях по Баренцеву морю встречается весьма редко, и недавно опубликованная статья Старцевой и соавторов (Startseva et al., 2017) по интерпретации профиля AP-4 является одной из немногих, где этот вопрос рассмотрен весьма детально.

Основным объектом нашего исследования является Южно-Баренцевская впадина, слагающая наряду с Северо-Баренцевской впадиной и впадиной Святой Анны Восточно-Баренцевский осадочный бассейн. Скважины, пробуренные в центральной части Восточно-Баренцевского бассейна, вскрывают разрез до терригенных пород нижнего триаса. В восточной части бассейна, на Адмиралтейском поднятии, скважиной вскрыт разрез до карбонатных пород раннепермского — каменноугольного возраста. Часть отражающих горизонтов, выделенных на сейсмопрофилях Восточно-Баренцевского бассейна, продолжают на юго-восток, в Печороморский бассейн, где также по скважинам привязываются к отложениям подошвы нижнего девона — кровле осадочного комплекса верхней перми. Цель настоящей работы — на основе имеющихся результатов сейсмических исследований провести анализ кривых полного и тектонического прогибания для южных частей Восточно-Баренцевского осадочного бассейна, что частично восполнит пробел в этом направлении исследований.

2. Методика исследования

Анализ прогибания основания осадочного бассейна юго-восточной части Баренцевского региона проводился по шести региональным сейсмическим профилям (рис. 1). Для восстановления истории прогибания бассейна использовался метод построения кривых полного и тектонического прогибания, известный также как backstripping (Bond and Kominz, 1984; Bond et al., 1995; Никишин и др., 1999; Худолей, 2004; Allen and Allen, 2013), основная идея которого изображена на рис. 2. Данный метод заключается в постепенном снятии нагрузки осадочных пород, учитывая как литолого-стратиграфические характеристики пород, так и глобальные изменения уровня моря с последующим построением кривой прогибания в заданной точке на геологическом разрезе.

При построении кривой тектонического прогибания предполагается, что восстановление истории тектонического прогибания производится по разрезу, в котором выделены литостратиграфические подразделения A_i , замерены их мощности M_i , а также установлены возраст их контактов и примерная глубина моря во время их осадконакопления. Расшифровка истории производится снизу вверх по раз-

резу. Сначала на основании данных об изменении пористости и плотности пород при погружении восстанавливается первичная мощность H_1 подразделения A_1 , то есть мощность пород, слагающих это подразделение на время их осадконакопления. К рассчитанной первичной мощности добавляется глубина морского бассейна (с учетом поправки на эвстатические колебания уровня моря) W_1 и таким образом определяется глубина залегания фундамента D_1 к концу накопления осадков подразделения A_1 . После этого рассчитывается изостатическая составляющая прогибания, то есть та часть прогибания фундамента, которая обусловлена весом осадков подразделения A_1 и воды W_1 . Эта величина вычитается из глубины залегания фундамента D_1 , после чего глубина до поверхности фундамента Y_1 снова рассчитывается, исходя из предположения, что единственной нагрузкой является вода. Поскольку изостатическая составляющая убрана, величина Y_1 интерпретируется как прогибание, обусловленное тектоническими причинами, и она наносится на диаграмму зависимости тектонического прогибания (Y) от времени (T). Далее аналогичная процедура производится с подразделением A_2 , но при этом учитывается, что к концу накопления подразделения A_2 мощность подразделения A_1 уменьшится за счет уменьшения его пористости и увеличения плотности из-за веса вышележащих осадков подразделения A_2 , и будет уже не H_1 , а H_{1a} , где $H_{1a} < H_1$. Соответственно, глубина залегания фундамента D_2 будет равна сумме мощностей H_{1a} , H_2 и W_2 . После учета изостатической составляющей определяется глубина до поверхности фундамента Y_2 , интерпретируемая как прогибание, обусловленное тектоническими причинами. Данная процедура повторяется для каждого литостратиграфического подразделения. После внесения поправок на эвстатические колебания уровня моря и на комплексы, уничтоженные в результате размывов, строятся кривые полного прогибания дна бассейна и прогибания, обусловленного только тектоническими процессами, называемые также кривыми тектонического прогибания (см. рис. 2). В дальнейшем основное внимание уделяется построению и анализу кривых тектонического прогибания.

Подробное рассмотрение различных механизмов, вызывающих прогибание дна осадочного бассейна, представлено в монографии Ф. Аллена и Д. Аллена (Allen and Allen, 2013). Для исследуемого региона общепринято предположение о наличии интенсивного позднедевонского рифтогенеза (Малышев, 2002; Atlas..., 2009; Startseva et al., 2017), что указывает на растяжение как на основной механизм формирования осадочного бассейна. Наиболее разработанной моделью рифтогенеза является модель Маккензи (McKenzie, 1978), которая характеризует обстановку равномерного растяжения литосферы. Для данной модели построены теоретические кривые, форма которых определяется величиной растяжения литосферы (коэффициент β) на стадии ее термического прогибания после завершения растяжения, связанного с собственно рифтогенезом (рис. 3). При этом также предполагается, что из общей величины тектонического прогибания на долю прогибания, обусловленного рифтогенезом, приходится 40 %, а на долю происходящего после окончания рифтогенеза термического прогибания — 60 % (Bond and Kominz, 1984; Bond et al., 1995). Таким образом, сопоставляя результаты тектонического прогибания исследуемого региона с моделью рифтогенеза по Маккензи, возможно получить данные о величине растяжения литосферы и оценить интенсивность происходивших тектонических процессов. В настоящее время существует несколько

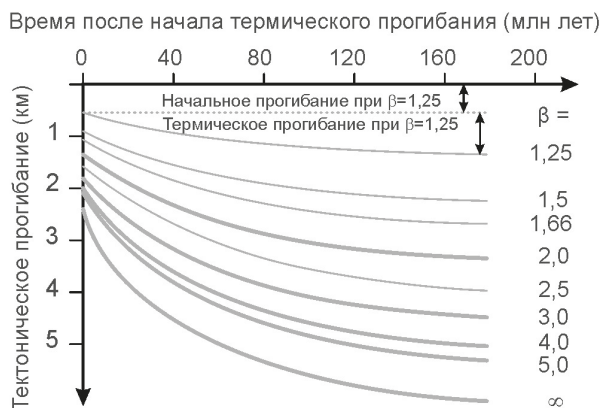


Рис. 3. Теоретические кривые зависимости тектонического прогиба от времени по (Bond and Kominz, 1984; Bond et al., 1995), рассчитанные для модели равномерного растяжения коры Маккензи (McKenzie, 1978)

программ, позволяющих производить расчеты величин полного и тектонического прогиба. Нами для этих целей использовался алгоритм backstripping программы TecMod 2018, методические основы которой изложены в ряде работ (Rüpke et al., 2010; 2008; Theissen-Krah et al., 2017) и которую любезно предоставил ее разработчик Д. Шмид (D. Schmid) из Университета Осло.

3. Фактический материал и результаты исследования

Для реконструкции эволюции бассейна осадконакопления нами были произведены расчеты кривых полного и тектонического прогиба по сети сейсмических профилей, четыре из которых пересекают бассейн примерно вкрест его простирания (KS0913, KS1030, KS104, KS0819), а два — примерно вдоль его простирания (KS0908, KS0924) (см. рис. 1). Стратиграфическая интерпретация всех профилей была предоставлена сотрудниками ВСЕГЕИ (рис. 4). На каждом из профилей выделены шесть сейсмических горизонтов, которые отвечают кровле мелового комплекса в современном рельефе (горизонт «дно»), кровле верхнеюрского комплекса (горизонт «В»), кровле триасового комплекса (горизонт «Ве») и его подошве (горизонт «I»), контакту перми и карбона (горизонт «Ia»), подошве верхнего девона (горизонт «III3-D»). По составу в рассматриваемом регионе отложения до середины перми представлены преимущественно карбонатами. Начиная с середины перми доминирует песчано-алевритно-глинистый материал, а меловые отложения представлены преимущественно песчаниками. Изучаемые разрезы практически непрерывные, что избавляет от необходимости внесения поправок на влияние размывов, количественная оценка которых всегда связана со значительными погрешностями.

История образования Восточно-Баренцевского бассейна реконструировалась только с позднего девона в связи с тем, что породы, подстилающие синрифтовые отложения позднего девона, в настоящее время не стратифицируются и рассматриваются лишь в составе акустического фундамента (Startseva et al., 2017). В пределах каждого из профилей в наиболее глубокой части бассейна и на его окраине выби-

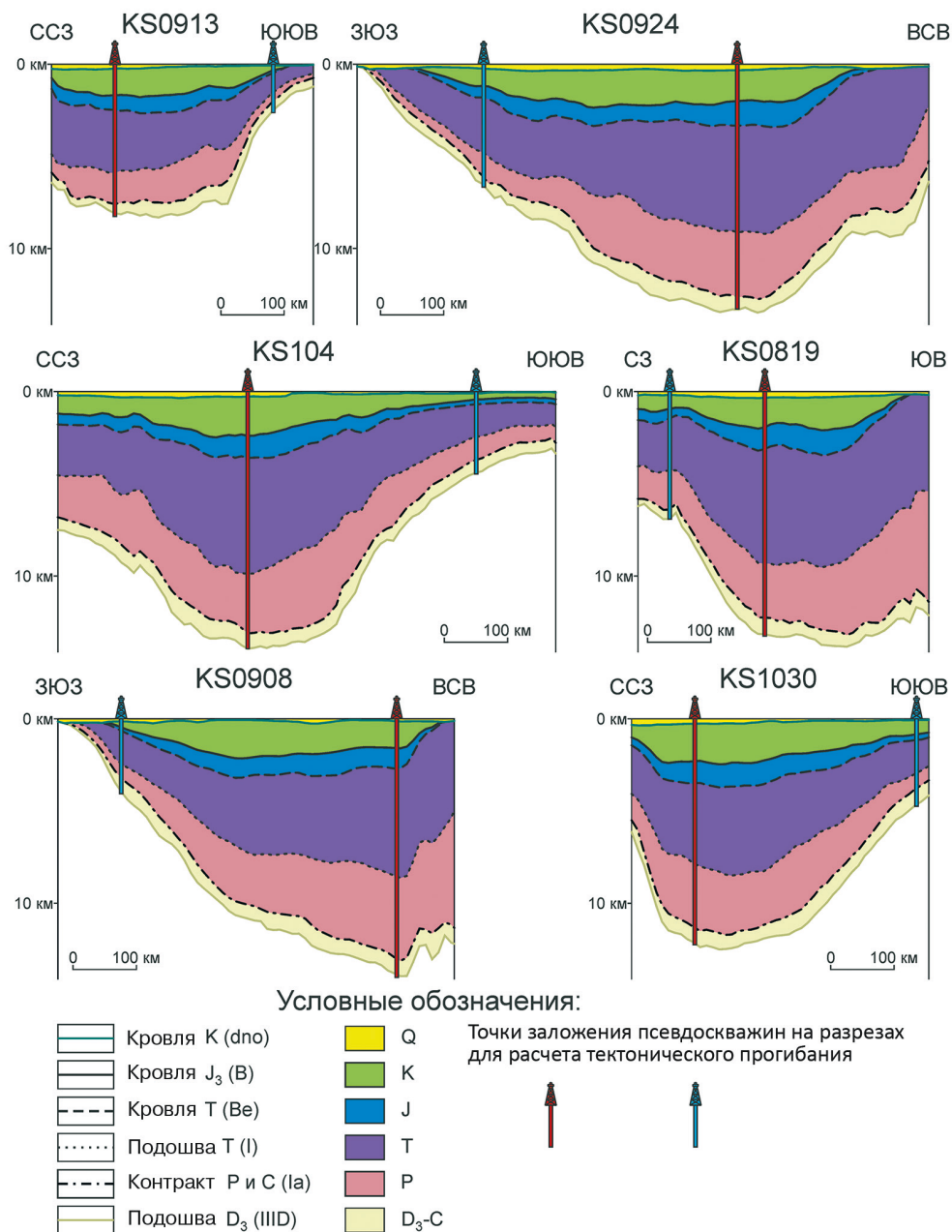


Рис. 4. Региональные сейсмические профили. Вертикальными линиями показано расположение псевдоскважин, по которым производился расчет тектонического прогибания (красная — в наиболее глубокой части бассейна, синяя — на периферии). В скобках — названия горизонтов. Расположение профилей см. на рис. 1

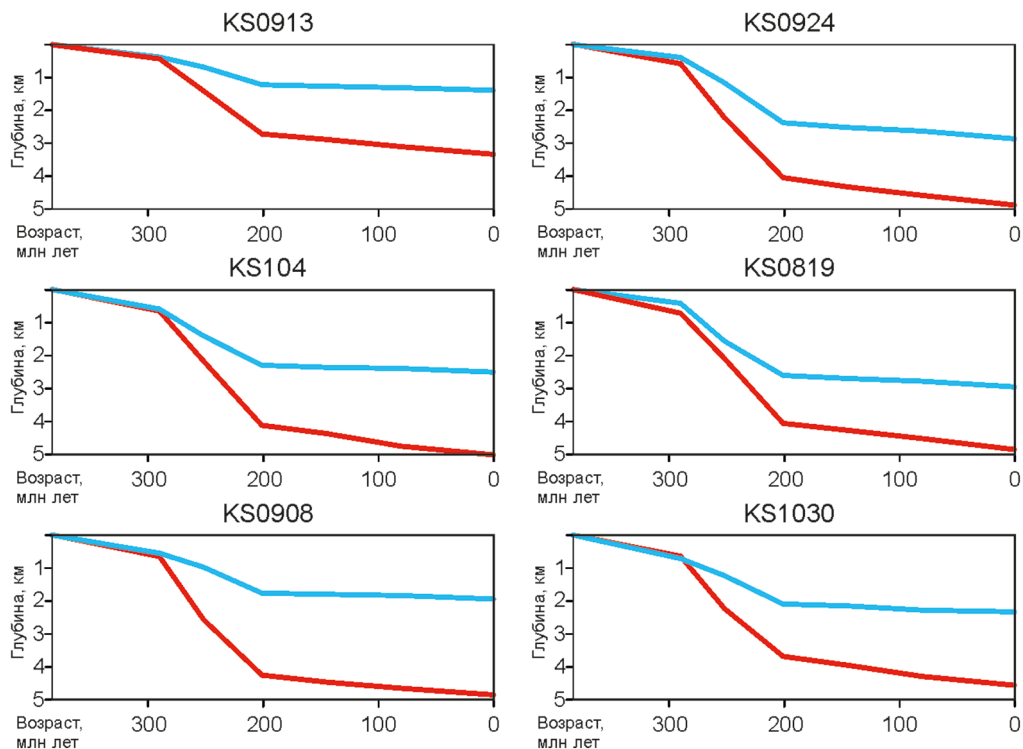


Рис. 5. Кривые тектонического прогибания, рассчитанные в программе ТесМод для шести изучаемых профилей. Для каждого профиля показано тектоническое прогибание, рассчитанное для псевдоскважин (их расположение см. на рис. 4) в наиболее глубокой части бассейна (красная линия) и на его периферии (синяя линия)

ралась вертикальная линия (псевдоскважина), по которой производилось определение необходимых для моделирования параметров — глубины залегания и возраста сейсмических горизонтов, состава пород ограниченных ими подразделений и величины эвстатического колебания уровня моря для рассматриваемого промежутка времени (последняя уже заложена в программе)¹. Ввиду отсутствия прямых наблюдений о структурах и текстурах осадочных пород оценка глубины морского бассейна не производилась.

Построенные кривые тектонического прогибания приведены на рис. 5. С учетом постоянства состава выделенных подразделений амплитуда тектонического прогибания определяется мощностью осадочного чехла. В целом величина тектонического прогибания варьирует примерно от 1 до 5 км, но для каждого из профилей разница в амплитудах тектонического прогибания в центральной и краевой частях осадочного бассейна не превышает 3 км. Форма кривых тектонического прогибания на графиках для всех шести профилей сходна, отличаясь для центральной и краевой частей бассейна только амплитудой прогибания. Повсеместно фиксируется медленное прогибание до начала перми, после чего, судя по форме

¹ Полученные данные суммированы в таблице в приложении 3.1. Приложение дано в авторской редакции (см.: <https://escjournal.spbu.ru/article/view/4901/4904>).

кривых, скорость прогибания возрастает, оставаясь практически постоянной до начала юры или же с небольшим увеличением скорости в конце перми — раннем триасе. Начиная с юры скорость тектонического прогибания резко уменьшается и, судя по наклону графика, становится примерно такой же, какой была в позднем девоне и каменноугольном периоде.

4. Обсуждение результатов

Сравнение полученных результатов с моделью Маккензи показывает, что за исключением профиля KS0913 прогибание в центральной части осадочного бассейна соответствует растяжению исходной коры примерно в 2,5–3,0 раза ($\beta = 2,5\text{--}3,0$) (рис. 6). Для краевых частей бассейна растяжение значительно меньше и в целом определяется величиной коэффициента β около 1,5–1,66. Независимую и более объективную оценку растяжения коры можно получить по данным сейсмических исследований, на которых величина наибольшего утонения коры будет отвечать наибольшему возможному растяжению. Среди геолого-геофизических профилей, по которым построены модели коры, наиболее близко расположенными к изучаемому бассейну, являются профили AP-1 и AP-2 (см. рис. 1). Для профиля AP-1 наименьшая мощность коры фиксируется южнее Западно-Лудловской ступени, где она не превышает примерно 20 км, тогда как мощность коры на Балтийском щите достигает примерно 40 км (рис. 7а) (Ivanova et al., 2011). Эта величина (40 км) и принимается за мощность коры, не подвергшейся растяжению. С учетом этого фиксируемое в пределах профиля AP-1 утонение коры не превышает 2,0 и заметно меньше, чем предполагаемое по величинам тектонического прогибания по модели Маккензи (см. рис. 6). В то же время в пределах профиля AP-2 наименьшая мощность коры фиксируется в Южно-Лунинском прогибе и на Лунинской седловине, где, по данным сейсмических исследований, присутствует зона, промежуточная по своим характеристикам между нижней корой и мантией (рис. 7б) (Ivanova et al., 2011). В зависимости от интерпретации этой зоны минимальная мощность коры здесь может оцениваться примерно от 20 до 12 км. Если взять среднюю величину,

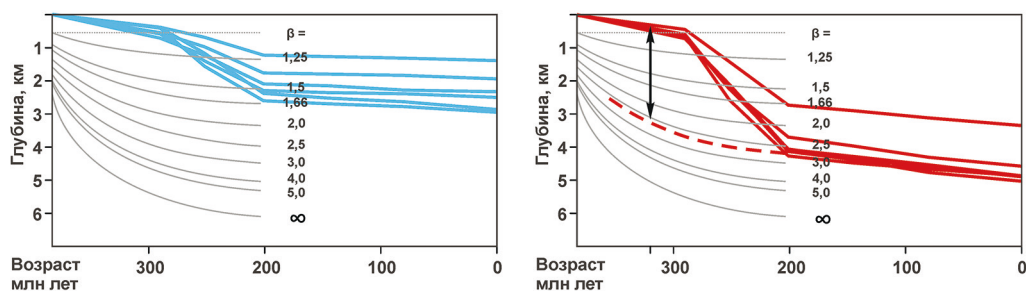


Рис. 6. Определение величины растяжения литосферы (коэффициент β) по модели Маккензи (McKenzie, 1978) для псевдоскважин на краю (синие линии) и в центральной части (красные линии) осадочного бассейна, согласно данным из рис. 5. Красный пунктир — наиболее вероятная форма графика тектонического прогибания — продолжение четырех сближенных графиков в правой части для возрастов более 200 млн лет. Черная линия со стрелками на концах фиксирует отличие теоретического графика тектонического прогибания от расчетного и отвечает примерной глубине морского бассейна

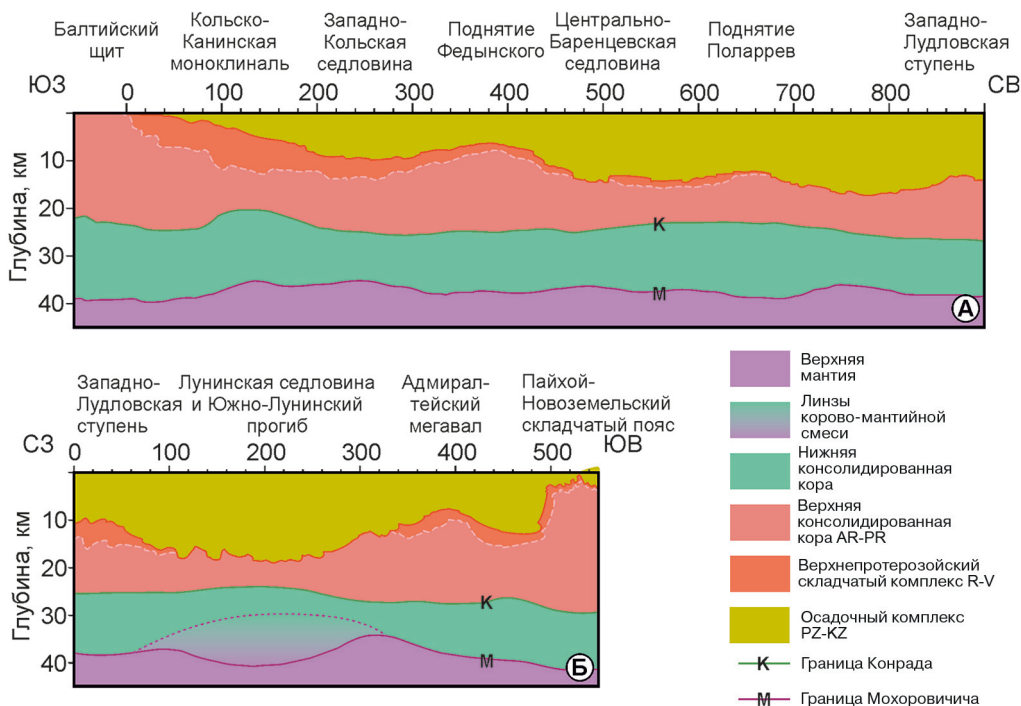


Рис. 7. Изменение мощностей осадочного чехла, верхней и нижней консолидированной коры вдоль сейсмических профилей AP-1 (а) и AP-2 (б) по (Ivanova et al., 2011). Название структур приведено в соответствии с тектонической схемой на рис. 1

составляющую 16 км, то утонение коры по отношению к коре Балтийского щита будет оцениваться примерно в 2,5 раза, что довольно близко к оценкам, получаемым по модели Маккензи. Если учесть, что оба профиля AP-1 и AP-2 не пересекают центральной части Южно-Баренцевской впадины с наименее тонкой корой, то можно считать, что модель равномерного растяжения Маккензи (McKenzie, 1978) удовлетворительно описывает эволюцию рассматриваемого осадочного бассейна.

Величина коэффициента β около 2,5–3,0 характеризует значительное утонение континентальной коры с существенным нарушением ее сплошности. На Атлантическом побережье Северной Америки близкие величины коэффициента β фиксируются для скважины COST B2, расположенной в зоне переходной континентальной коры, а при величинах коэффициента β , достигающих примерно 5, континентальная кора полностью разрушается (Bond et al., 1995). Хотя прямые аналогии между Баренцевым морем и пассивной Атлантической окраиной Северной Америки могут быть некорректными, значительная величина утонения коры свидетельствует об интенсивности процессов рифтогенеза, в ходе которых происходило формирование осадочных бассейнов Баренцева моря. Величины коэффициента β , фиксируемые для краевых частей осадочного бассейна, составляют около 1,5–1,66 и близки к таковым на шельфе Атлантического побережья Северной Америки (Bond et al., 1995).

Наиболее интенсивное прогибание фундамента осадочного бассейна происходит на начальных стадиях рифтогенеза, после чего прогибание резко замедляется

и контролируется термическим остыванием литосферы (Bond et al., 1995; Allen and Allen, 2013). В рассматриваемых нами примерах наиболее интенсивная фаза рифтогенеза имела место в позднем девоне, тогда как, согласно расчету кривых тектонического прогибания, наиболее интенсивное прогибание происходило в перми и триасе. Необходимо отметить, что для смежного Тимано-Печорского региона наиболее интенсивное полное прогибание фиксируется для отложений верхнего девона (Малышев, 2002), что можно было бы ожидать и для осадочных бассейнов Баренцева моря. Наиболее реалистичное объяснение аналогичного противоречия для Северо-Баренцевской впадины было предложено К. Ф. Старцевой с соавторами (Startseva et al., 2017) — после рифтогенеза сформировался глубоководный бассейн, заполнение которого осадками произошло заметно позднее, что и отражено на кривых тектонического прогибания, рассчитываемых по мощности и литологическим характеристикам осадков без учета возможной глубины морского бассейна. По оценкам этих авторов, для приведения в соответствие построенных кривых тектонического прогибания и предполагаемых по модели Маккензи морской бассейн должен был начать заполняться осадками только в раннем триасе, когда его глубина достигала примерно 1,5 км, что противоречит имеющимся палеогеографическим реконструкциям, свидетельствующим о преобладании в раннем триасе мелководно-морских до прибрежных и флювиальных обстановок осадконакопления (Basov et al., 2009; Atlas..., 2009). Полученные нами кривые тектонического погружения предполагают, что активное заполнение осадками глубоководного прогиба началось уже в перми, что лучше соответствует палеогеографическим реконструкциям (Atlas..., 2009). Оценки максимальной глубины морского бассейна для карбона разнятся от 1,0–1,5 км (Государственная..., 2013) до 3,5 км (Государственная..., 2003). Хотя форма кривых тектонического прогибания дает возможность получения оценки глубины бассейна лишь в первом приближении, глубина около 3,0–3,5 км представляется более вероятной (см. рис. 6).

5. Выводы

На основании изучения кривых тектонического прогибания реконструирована геодинамическая обстановка формирования южной части Восточно-Баренцевского осадочного бассейна. Полученные величины коэффициента β фиксируют, что растяжение могло достигать 2,5–3,0. Близкие оценки получаются и по сейсмическим данным, свидетельствуя о возможности интерпретации рифтогенеза и эволюции осадочного бассейна с помощью модели равномерного растяжения Маккензи (McKenzie, 1978). Сходные величины коэффициента β типичны для области развития переходной коры на современном Атлантическом побережье Северной Америки и указывают на интенсивность процессов позднедевонского рифтогенеза, приведшего к значительному утонению континентальной коры. Специфическая форма кривых тектонического прогибания с задержкой времени наиболее интенсивного прогибания относительно времени рифтогенеза обусловлена тем, что в результате позднедевонского рифтогенеза сформировался глубоководный прогиб, который был заполнен осадками лишь в триасе.

Литература

- Басов, В. А., Василенко, Л. В., Вискунова, К. Г., Кораго, Е. А., Корчинская, М. В., Куприянова, Н. В., Пovyшева, Л. Г., Преображенская, Э. Н., Пчелина, Т. М., Столбов, Н. М., Суворова, Е. Б., Супруненко, О. И., Сулова, В. В., Устинов, Н. В., Устрицкий, В. И., Фефилова, Л. А., 2009. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое. Нефтегазовая геология. Теория и практика 836, 1–44.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R 39–40 — о. Колгуев. Объяснительная записка, 2003 / Лопатин, Б. Г., Шкарубо, С. И. (под ред.). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Листы R-39, 40 — о. Колгуев — прол. Карские Ворота. Объяснительная записка, 2013 / Лопатин, Б. Г., Рыбалко, А. Е. (под ред.). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.
- Мальшев, Н. А., 2002. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского Севера России. УрО РАН, Екатеринбург.
- Маргулис, Е. А., 2014. История формирования осадочного чехла Баренцево-Карского региона. Нефтегазовая геология. Теория и практика 9, 1–25.
- Никишин, А. М., Ершов, А. В., Копаевич, Л. Ф., Алексеев, А. С., Барабошкин, Е. Ю., Болотов, С. Н., Веймарн, А. Б., Кортаев, М. В., Фокин, П. А., Фурнэ, А. В., Шалимов, И. В., 1999. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. МПР РФ, Москва.
- Соболев, Н. Н., Дараган-Сущева, Л. А., Худoley, А. К., Васильев, В. Е. и др., 2008. Оценка ресурсного потенциала осадочных бассейнов севера Евразии на основе литогеодинамического анализа. Отчет о результатах работ по Государственному контракту от 13.04.2006 г. № К-41.13.04.06.003. ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.
- Худoley, А. К., 2004. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов. Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург.
- Шипилов, Э. В., Тарасов, Г. А., 1998. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Кольский НИЦ РАН, Апатиты.
- Allen, P. A., Allen, J. R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. Wiley-Blackwell.
- Atlas. Geological History of the Barents Sea, 2009 / Smelror, M., Petrov, O. V., Larssen, G. B., Werner, S. (Eds). Geological Survey of Norway, Trondheim.
- Bond, G. C., Kominz, M. A., 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. Geol. Soc. Am. Bull. 95, 155–173. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<155:COTSCF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<155:COTSCF>2.0.CO;2)
- Bond, G. C., Kominz, M. A., Sheridan, R. E., 1995. Continental terraces and rises. In: Tectonics of Sedimentary Basins / Busby, C. J., Ingersoll, R. V. (Eds), Blackwell Scientific Publications, Boston, 149–178.
- Faleide, J. I., Pease, V., Curtis, M., Klitzke, P., Minakov, A., Scheck-Wenderoth, M., Kostyuchenko, S., Zayonchek, A., 2018. Tectonic implications of the lithospheric structure across the Barents and Kara shelves. Geological Society, London, Special Publications 460 (1), 285–314. <https://doi.org/10.1144/SP460.18>
- Henriksen, E., Ryseth, A. E., Larssen, G. B., Heide, T., Rønning, K., Sollid, K., Stoupakova, A. V., 2011. Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea: implications for petroleum systems. Geological Society, London, Memoirs 35, 163–195. <https://doi.org/10.1144/M35.10>
- Ivanova, N. M., Sakulina, T. S., Belyaev, I. V., Matveev, Y. I., Roslov, Y. V., 2011. Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results. Geological Society, London, Memoirs 35, 209–221. <https://doi.org/10.1144/m35.12>
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7)
- Rüpke, L. H., Podladchikov, Y. Y., Schmid, D. W., 2008. Automated Thermotectonostratigraphic Reconstruction of Sedimentary Basins in Frontier Areas. In: 70th EAGE Conference and Exhibition Incorporating SPE EUROPEC 2008, 309–326. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20147546>

- Rüpkе, L. H., Schmid, D. W., Hartz, E. H., Martinsen, B., 2010. Basin modelling of a transform margin setting: structural, thermal and hydrocarbon evolution of the Tano Basin, Ghana. *Pet. Geosci.* 16, 283–298. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-905>
- Startseva, K. F., Nikishin, A. M., Malyshev, N. A., Nikishin, V. A., Valyushcheva, A. A., 2017. Geological and geodynamic reconstruction of the East Barents megabasin from analysis of the 4-AR regional seismic profile. *Geotectonics* 51, 383–397. <https://doi.org/10.1134/S0016852117030104>
- Theissen-Krah, S., Zastrozhnov, D., Abdelmalak, M. M., Schmid, D. W., Faleide, J. I., Gernigon, L., 2017. Tectonic evolution and extension at the Møre Margin — Offshore mid-Norway. *Tectonophysics* 721, 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.009>

Статья поступила в редакцию 14 апреля 2019 г.
Статья рекомендована в печать 1 октября 2019 г.

Контактная информация:

Нилов Сергей Петрович — s.nilov@spbu.ru
Москаленко Артем Николаевич — artemmn@gmail.com
Худoley Андрей Константинович — akhudoley@gmail.com

The Tectonic Subsidence Evolution of the Southern Part of the East Barents Sedimentary Basin*

S. P. Nilov, A. N. Moskalenko, A. K. Khudoley

St. Petersburg State University,
7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

For citation: Nilov, S. P., Moskalenko, A. N., Khudoley, A. K. (2019). The Tectonic Subsidence Evolution of the Southern Part of the East Barents Sedimentary Basin. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 64 (4), 598–611. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.406> (In Russian)

The history of the subsidence of the southern part of the East Barents Sedimentary Basin was reconstructed based on the interpretation of 6 seismic profiles along with data from rare deep wells. Total and tectonic subsidence were estimated, which made it possible to determine the magnitude of the lithosphere stretching factor (β) throughout the history of the region. The values of the stretching factor (β) range from 2.5–3.0 for areas with the highest thickness of sediments in the central part of the basin, to 1.25–1.66 for areas on the margins of the basin with the lowest thickness of sediments. Close values of the stretching factor (β) characterize the Atlantic coast of North America in the area with predominant distribution of transitional crust. If continental crust from adjacent areas of the Baltic Shield (approximately 40 km) is accepted as undeformed, then according to seismic data, the crust thinning was approximately 2.5, which is close to thinning estimated from the McKenzie model. Comparison of the obtained data with theoretical models of passive margins subsidence indicates that rifting and transition to the stage of sedimentary basin formation occurred in accordance with the McKenzie uniform stretching model. Although available geological data show that the most intense rifting occurred in the Late Devonian, the shape of the total and tectonic subsidence show that the most intense deposition occurred in the Permian and Triassic. This contradiction gives evidence for the interpretation that after the Late Devonian rifting, a deep-water basin was formed which filled in only in the Permian. Water depth estimated from interpretation of sedimentological and paleontological

* The study was supported by RFBR-Norway grant № 16-55-20012.

data varies from 1.0 to 3.5 km. According to the shape of the tectonic subsidence curve, during the Carboniferous, water depth was close to 3.5 km.

Keywords: East Barents Sedimentary Basin, South Barents Basin, tectonic subsidence curves, stretching factor (β).

References

- Allen, P.A., Allen, J.R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. Wiley-Blackwell.
- Atlas. Geological History of the Barents Sea, 2009 / Smelror, M., Petrov, O. V., Larssen, G. B., Werner, S. (Eds). Geological Survey of Norway, Trondheim.
- Basov, V.A., Vasilenko, L. V., Viskunova, K. G., Korago, E. A., Korchinskaya, M. V., Kupriyanova, N. V., Povyshcheva, L. G., Preobrazhenskaya, E. N., Pchelina, T. M., Stolbov, N. M., Suvorova, E. B., Suprunenko, O. I., Suslova, V. V., Ustinov, N. V., Ustritsky, V. I., Fefilova, L. A., 2009. Evolution of sedimentary environments of the Barents-North Kara palaeobasins in the Phanerozoic. *Neftegazov. Geol. Teor. i Prakt.* 836, 1–44. (In Russian)
- Bond, G. C., Kominz, M. A., 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 155–173. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<155:COTSCF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<155:COTSCF>2.0.CO;2)
- Bond, G. C., Kominz, M. A., Sheridan, R. E., 1995. Continental terraces and rises. In: Busby, C. J., Ingersoll, R. V. (Eds), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Scientific Publications, Boston, 149–178.
- Faleide, J. I., Pease, V., Curtis, M., Klitzke, P., Minakov, A., Scheck-Wenderoth, M., Kostyuchenko, S., Zayonchek, A., 2018. Tectonic implications of the lithospheric structure across the Barents and Kara shelves. *Geological Society, London, Special Publications* 460 (1), 285–314. <https://doi.org/10.1144/SP460.18>
- Henriksen, E., Ryseth, A. E., Larssen, G. B., Heide, T., Rønning, K., Sollid, K., Stoupakova, A. V., 2011. Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea: implications for petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs* 35, 163–195. <https://doi.org/10.1144/M35.10>
- Ivanova, N. M., Sakulina, T. S., Belyaev, I. V., Matveev, Y. I., Roslov, Y. V., 2011. Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results. *Geological Society, London, Memoirs* 35, 209–221. <https://doi.org/10.1144/m35.12>
- Khudoley, A. K., 2004. Continental rifting and passive margins: tectonics and evolution of sedimentary basins, textbook SPbGU. Saint-Petersburg State University Publ., St. Petersburg. (In Russian)
- Geological State Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (New Series). North Kara-Barents Sea series. Sheets R 38–40 — Kolguev Is. Explanation text, 2003 / Lopatin, B. G., Shkarubo, S. I. (Eds). VSEGEI Publ., St. Petersburg. (In Russian)
- Geological State Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (Third Generation). North Kara-Barents Sea series. Sheets R-39,40 — Kolguev Is. — Karskie Vorota Strait. Explanation text, 2013 / Lopatin, B. G., Rybalko, A. E. (Eds). VSEGEI Publ., St. Petersburg. (In Russian)
- Malyshev, N. A., 2002. Tectonics, evolution and oil and gas of sedimentary basins of the European North of Russia. UrO RAN Publ., Ekaterinburg. (In Russian)
- Margulis, E. A., 2014. History of formation of sedimentary cover of the Barents-Kara region. *Neftegazov. Geol. Teor. i Prakt.* 9, 1–25. (In Russian)
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7)
- Nikishin, A. M., Ershov, A. V., Kopaevich, L. F., Alekseev, A. S., Baraboshkin, E. I., Bolotov, S. N., Veimarn, A. B., Korotaev, M. V., Fokin, P. A., Furne, A. V., Shalimov, I. V., 1999. Geohistorical and geodynamic analysis of sedimentary basins. MPR RF Publ., Moscow. (In Russian)
- Rüpke, L. H., Podladchikov, Y. Y., Schmid, D. W., 2008. Automated Thermotectonostratigraphic Reconstruction of Sedimentary Basins in Frontier Areas. In: 70th EAGE Conference and Exhibition Incorporating SPE EUROPEC 2008. pp. 309–326. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20147546>
- Rüpke, L. H., Schmid, D. W., Hartz, E. H., Martinsen, B., 2010. Basin modelling of a transform margin setting: structural, thermal and hydrocarbon evolution of the Tano Basin, Ghana. *Pet. Geosci.* 16, 283–298. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-905>

- Shipilov, E. V., Tarasov, G. A.*, 1998. Regional Geology of oil and gas sedimentary basins of the Western Arctic shelf of Russia. KNTs RAN Publ., Apatity. (In Russian)
- Startseva, K. F., Nikishin, A. M., Malyshev, N. A., Nikishin, V. A., Valyushcheva, A. A.*, 2017. Geological and geodynamic reconstruction of the East Barents megabasin from analysis of the 4-AR regional seismic profile. *Geotectonics* 51, 383–397. <https://doi.org/10.1134/S0016852117030104>
- Theissen-Krah, S., Zastrozhnov, D., Abdelmalak, M. M., Schmid, D. W., Faleide, J. I., Gernigon, L.*, 2017. Tectonic evolution and extension at the Møre Margin — Offshore mid-Norway. *Tectonophysics* 721, 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.009>

Received: April 14, 2019

Accepted: October 1, 2019

Contact information:

Sergei P. Nilov — s.nilov@spbu.ru

Artem N. Moskalenko — artemmn@gmail.com

Andrey K. Khudoley — akhudoley@gmail.com